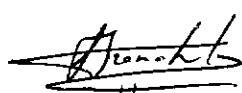

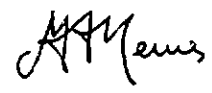


1. Publicação nº <i>INPE-4105-RPE/535</i>	2. Versão	3. Data <i>Fev., 1986</i>	5. Distribuição <input checked="" type="checkbox"/> Interna <input type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem <i>DME</i>	Programa		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) <i>EQUAÇÃO OMEGA; MOVIMENTO VERTICAL MÉTODO ESPECTRAL RELAXAÇÃO</i>			
7. C.D.U.: <i>551.511.61</i>			
8. Título <i>UM MÉTODO ALTERNATIVO PARA A SOLUÇÃO NUMÉRICA DA EQUAÇÃO OMEGA QUASE-GEOSTRÓFICA</i>		10. Páginas: <i>25</i>	
		11. Última página: <i>20</i>	
		12. Revisada por  <i>Sergio H. Franchito</i>	
9. Autoria <i>Marco Antonio Maringolo Lemes Kioshi Hada</i>		13. Autorizada por  <i>Marco Antonio Raupp Diretor Geral</i>	
Assinatura responsável 			
14. Resumo/Notas <i>Movimentos verticais em escala sinótica não são mensuráveis, mas são inferidos indiretamente, usando vários métodos. Um destes é o uso da equação omega que tem a vantagem de incluir todos os processos físicos responsáveis por estes movimentos. A equação omega quase-geostrofica e adiabática é aqui considerada, com o objetivo de testar um método numérico alternativo de solução. É descrito um método espectral baseado na expansão das variáveis em séries de Fourier, nas direções zonal e meridional. A dependência com a coordenada vertical p é obtida resolvendo-se equações diferenciais ordinárias, com um método modificado de eliminação de Gauss. O método espectral não exige a especificação das condições de contorno laterais artificiais, como no método da relaxação. O método espectral apresentou-se superior ao método de relaxação quando testado com dados teóricos, tipo ondas.</i>			
15. Observações			

ABSTRACT

Synoptic scale vertical motions are not measured and must be inferred indirectly. One of the methods is to use the omega equation which shows the advantage of incorporating all the physical processes that cause ascending motion. The quasi-geostrophic, adiabatic equation is examined with the objective of testing one alternative numerical method of solution. It is proposed an espectral method based on the expansion of the variables in double Fourier series in the zonal and meridional directions. The pressure dependence is obtained by solving ordinary differential equations with a modified Gaussian elimination method. The espectral method does not require the especification of artificial lateral boundary conditions as in the relaxation method. The espectral method yielded better results than those obtained by the relaxation, when tested with wavelike data.

AGRADECIMENTOS

Os autores estão especialmente agradecidos ao Sr. José Paulo Bonatti por sua valiosa colaboração e sugestões. Agradecem Também ao Sr. Yoshihiro Yamazaki por seu interesse neste trabalho, ao Sr. Sergio Henrique Franchito pela revisão técnica e a Sra. Sueli A. F. V. Camargo Pinto pela datilografia e montagem das figuras.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	<i>vii</i>
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - A EQUAÇÃO OMEGA QUASE-GEOSTRÓFICA	2
2.1 - Derivação	2
2.2 - Dados Teóricos	4
3 - MÉTODOS NUMÉRICOS	6
3.1 - Método de Relaxação	8
3.2 - Método Espectral	8
4 - RESULTADOS E SUGESTÕES	11
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	13

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1 - Distribuição vertical das variáveis	7
2 - Seção transversal vertical do geopotencial em metro geopotencial (linhas contínuas) e da velocidade vertical em mb/h (setas)	14
3 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas tracejadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas) obtidos pelo método de relaxação seqüencial, para o nível de 800mb.	
4 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas tracejadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas), obtidos pelo método de relaxação seqüencial, para o nível de 600mb.	
5 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas tracejadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas), obtidos pelo método de relaxação seqüencial, para o nível de 400mb.	
6 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas tracejadas) e velocidades verticais em mb/h (linhas contínuas) obtidos pelo método espectral, para o nível de 800mb.	
7 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas tracejadas) e velocidades verticais em mb/h (linhas contínuas), obtidos pelo método espectral, para o nível de 600mb.	
8 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas tracejadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas), obtidos pelo método espectral, para o nível de 400mb.	

1 - INTRODUÇÃO

Os movimentos verticais em escala sinótica desempenham papel fundamental nos processos dinâmicos e termodinâmicos responsáveis pelo tempo meteorológico. A formação de nuvens e precipitação, por exemplo, é em grande parte resultado de um resfriamento adiabático associado a movimentos verticais. Tipicamente, as velocidades verticais, nos sistemas sinóticos de latitudes médias, são três ordens de magnitude menores que os ventos horizontais, e deste modo não podem ser medidos, devendo serem inferidos indiretamente (Dutton, 1976; Holton, 1979).

Existem vários métodos de determinação de movimentos verticais, dos quais destacam-se os métodos cinemático e o da equação omega. O primeiro é de relativa simplicidade computacional, fornecendo o movimento vertical como resultado da conservação de massa, e relacionando este campo com a distribuição vertical de divergência do vento horizontal. Este método é bastante usado em modelos de previsão numérica (Gates et al., 1971), porém, apresenta deficiências inerentes, como a não inclusão da liberação de calor latente e dos efeitos dinâmicos, bem como de imprecisão no cálculo da divergência horizontal. Sob estes aspectos, o chamado método da equação omega é superior, porém, mais oneroso em termos de recursos computacionais. O método é de especial importância em análise diagnóstica em Meteorologia Sinótica, e, por isto, foi escolhido para ser testado neste trabalho.

A equação omega quase-geostrófica é uma equação diferencial parcial elíptica, de 2.^a ordem, que é resolvida por métodos convencionais. Dentre os mais comumente utilizados, o mais conhecido em aplicações meteorológicas é o método de relaxação. Este método numérico de solução exige, no entanto, a especificação de condições de contorno laterais, que constitui uma artificialidade imposta para a solução, visto não haver contraparte na atmosfera real.

O objetivo deste trabalho é propor um método alternativo de solução da equação omega, onde condições de contorno (sobre

tudo laterais) são dispensadas. O método utilizado é espectral, consistindo na expansão de variáveis em série dupla de Fourier (nas direções meridional e zonal). Nos testes realizados, foram usados somente dados teóricos, e os resultados obtidos foram satisfatórios, comparando com aqueles obtidos pelo método de relaxação seqüencial.

2 - A EQUAÇÃO OMEGA QUASE-GEOSTRÓFICA

2.1 - DERIVAÇÃO

Dentro do contexto da aproximação quase-geostrófica, as equações da vorticidade e da termodinâmica em coordenadas isobáricas, na ausência de fricção e efeitos diabáticos podem ser respectivamente escritas:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + J(\psi, \zeta) = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(- \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + J\left(\psi, - \frac{\partial \phi}{\partial p}\right) - \sigma \omega = 0 \quad (2)$$

onde, $\zeta = \nabla^2 \psi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2}$ é a vorticidade relativa, ψ a função de corrente e ϕ o geopotencial. Estes dois últimos relacionam-se geostróficamente por

$$\phi = f_0 \psi \quad (3)$$

onde f_0 é o parâmetro de Coriolis, constante. Os termos advectivos são escritos na forma de Jacobiano, i. e.

$$J(A, B) = \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x}$$

onde A e B são duas funções arbitrárias. O coeficiente de estabilidade estática, σ , função somente da pressão é dado em termos de ϕ (Holton, 1979) por

$$\sigma = \frac{\partial^2 \phi}{\partial p^2} - \frac{1}{\gamma} \frac{1}{p} \frac{\partial \phi}{\partial p} \quad (4)$$

onde $\gamma = C_p/C_v$ é a razão entre os calores específicos à pressão e volume constantes. Para uma atmosfera estaticamente estável, σ é positivo e isto garante o caráter elíptico da equação omega a ser obtida em seguida, e justifica o uso dos métodos de solução empregados.

Finalmente,

$$\omega = \frac{Dp}{Dt} \quad (5)$$

é o movimento vertical em coordenadas isobáricas dado pela derivada total da pressão.

Aplicando o operador $\frac{\partial}{\partial p}$ à Equação (1) e $\frac{1}{f_0} \nabla^2$ à Equação (2), tem-se, eliminando o termo da derivada temporal, a chamada Equação Omega Quase-geostrofica Adiabática, ou seja:

$$\nabla^2 \omega + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = F_d \quad (6)$$

onde

$$F_d = \frac{1}{\sigma} \left\{ F_0 \frac{\partial}{\partial p} J(\psi, \zeta) + \nabla^2 J\left(\psi, -\frac{\partial \phi}{\partial p}\right) \right\}$$

é a forçante dinâmica.

A interpretação física, mais comum da equação omega adiabática, é encontrada em vários livros textos, como por exemplo (Holton, 1979), onde a velocidade vertical é resultante da contribuição simultânea da advecção diferencial de vorticidade e advecção de temperatura, dois mecanismos dinâmicos que tendem-se a se cancelar. Apesar de não ser objetivo do trabalho, incluir uma interpretação física desta equação, é interessante mencionar aquela dada por Trenberth (1977), onde o movimento vertical na média atmosfera é consequência da advecção de vorticidade (cyclônica no Hemisfério Norte) pelo vento térmico. Esta nova abordagem permite justificar algumas das regras, até então empíricas, usadas na interpretação subjetiva em Meteorologia Sinótica.

2.2 - DADOS TEÓRICOS

Um conjunto de dados teóricos foi gerado para validar o método de solução da equação omega, em termos da análise de resultados fisicamente realistas. O perfil vertical de temperatura, referente à atmosfera padrão americana (Tabela 1), foi utilizado conjuntamente com um cisalhamento vertical do vento zonal, $\frac{\partial \bar{u}}{\partial p}$, constante, para a obtenção de um campo básico de geopotencial $\bar{\phi}(y, p)$ ao qual é superposta uma perturbação idealizada $\phi'(x, y)$.

TABELA 1

PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA

Nível Vertical	Pressão (mb)	Temperatura (°K)
k	p	T
1	200	217.0
2	300	228.0
3	400	241.0
4	500	252.0
5	600	261.2
6	700	268.5
7	800	275.5
8	900	281.5
9	1000	287.0

Usando a relação do vento térmico, i. e.

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} = \frac{R}{f_0 p} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \quad (7)$$

obtem-se para cada nível $k = 1,9$ (1), o gradiente meridional, independente de x , da temperatura básica que, juntamente com o valor de \bar{T}

(dado na Tabela 1), considerado constante ao longo da latitude central do domínio da solução, é usado para gerar os campos de temperatura $\bar{T}(y, p)$. Neste cálculo, foi utilizado um cisalhamento vertical do vento zonal constante e igual a $15 \text{ m s}^{-1}/100 \text{ mb}$.

Integrando a equação da hidrostática, i.e.

$$\int_0^{\phi_k} \partial \bar{\phi} = - \int_{1000}^{P_k} RT \partial \ln p' \quad (8)$$

a partir do nível $k=9$, onde $\bar{\phi}_9 = 0$ (topografia plana), com um valor médio de T , tomado no centro da camada P_{k-1}/P_k , e feito igual a média aritmética de T_k e T_{k-1} , tem-se:

$$\bar{\phi}_k = \phi_{k-1} - R \left(\frac{T_{k-1} + T_k}{2} \right) \ln \left(\frac{P_{k-1}}{P_k} \right); k = 9, 2 \quad (9)$$

A perturbação $\phi'(x, y, p)$, especificada senoidalmente como

$$\phi'(x, y, p) = A \sin \frac{2\pi}{L} (x - \vartheta) \sin \frac{\pi}{D} y \quad (10)$$

dependente de p , somente através da fase ϑ que é feita de modo que o cavado em 100mb esteja 7° ao oeste da baixa de superfície. A dependência em y foi assim escolhida, de modo a se ter nos contornos norte e sul componentes normais, v , nulas.

O domínio da solução é dado por uma grade retangular de largura D e extensão L , que em termos de espaçamento de grade $\Delta x = \Delta y$ são

$$D = (JM-1) \Delta x \quad \text{e} \quad L = (IM-1) \Delta x$$

com o número de pontos na direção y , $JM = 17$ e na direção x , $IM = 23$. 0

intervalo de grade usado foi $\Delta x = 250\text{km}$ e o parâmetro de Coriolis f_0 , constante, foi considerado aquele correspondente à latitude de 45°S .

Desta maneira, foram obtidos os campos totais $\phi = \bar{\phi} + \phi'$ em todos os níveis k , mas para propósito de servirem como dados de entrada para a obtenção de ω , são utilizados somente os campos de 300, 500, 700 e 900mb devida a grade verticalmente alternada.

O coeficiente de estabilidade estática $\bar{\sigma}$ é calculado, usando a Equação (4), aproximada por diferenças finitas centradas apenas nos níveis $k=4$ (500mb) e $k=6$ (700mb). Estes valores, σ_4 e σ_6 , são usados para obter este coeficiente nos níveis onde ω é calculado (ver próximo capítulo) através de Shukla (1970)

$$\sigma_5 = (\sigma_4 + \sigma_6) \cdot 0.5$$

$$\sigma_3 = 1.5 \sigma_4 - 0.5 \sigma_6$$

$$\sigma_7 = \sigma_3 (600/800)^2$$

Os valores do coeficiente de estabilidade estática efetivamente utilizados no cômputo das velocidades verticais são médias horizontais, de modo a se tornarem funções somente da pressão, como exigido pela aproximação quase-geostrófica.

3 - MÉTODOS NUMÉRICOS

Como mencionado, o objetivo principal deste trabalho é apresentar um método alternativo para a solução da equação omega. Para fins de comparação, a equação foi também resolvida pelo método de relaxação, de uso bastante popular em aplicações meteorológicas.

A distribuição vertical das variáveis é mostrada na Figura 1.

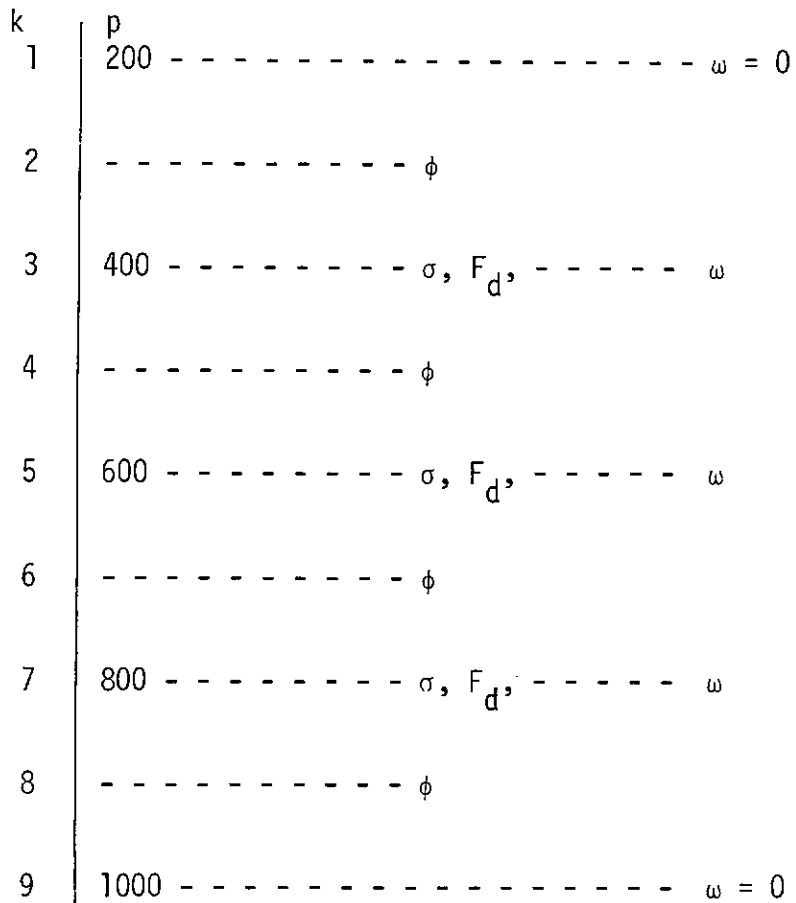


Fig. 1 - Distribuição vertical das variáveis.

As forçantes são calculadas por técnicas convencionais de diferenças finitas, de modo a serem definidas em todos os pontos interiores das grades horizontais $k = 3, 5$ e 7 . Assim, no cálculo do Laplaciano e do Jacobiano foram usados esquemas de somente 5 pontos, apesar de se saber que o campo de movimento vertical é sensível à precisão dos esquemas usados.

Os dois métodos utilizados na solução da equação omega são agora escritos.

3.1 - MÉTODO DE RELAXAÇÃO

A descrição detalhada deste método pode ser encontrada em vários livros textos, como por exemplo, Haltiner e William (1980). A Equação (6) é resolvida iterativamente usando um método de relaxação seqüencial, onde, na (m+1)ésima iteração, a solução aproximada, em cada ponto de grade é:

$$\omega^{(m+1)} = \omega^{(m)} + \alpha R^{(m)} \quad (11)$$

onde o m-ésimo resíduo é dado por

$$R^{(m)} = \nabla^2 \omega^{(m)} + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2 \omega^{(m)}}{\partial p^2} - F_d(x,y,p) \quad (12)$$

e α é um fator de sobre-relaxação, escolhido experimentalmente, igual a 1,6.

Como condições de contorno foram adotadas:

- a) $\omega = 0$ em $y = 0, D$
- b) $\omega = 0$ em $x = 0, L$
- c) $\omega = 0$ em $p = 1000$ e 200mb .

Na computação presente, o critério de convergência adotado foi que a diferença entre valores de duas iterações para cada ponto de grade, não pode exceder 3%.

3.2 - MÉTODO ESPECTRAL

Como visto, o método de relaxação exige o conhecimento de ω em todos os contornos do domínio de solução. Enquanto que, condições de fronteira na vertical (isto é em $p = 1000$ e 200mb) podem ser especificadas mais realisticamente, o mesmo não acontece nos contornos laterais. É provável que muitas das condições de contorno laterais, ar

tificiais por natureza, como extrapolação de valores e continuidade cíclica não sejam apropriadas em muitas situações. A vantagem principal do chamado método espectral, aqui descrito, consiste em não necessitar de condições de contorno laterais.

Dada a forçante, o primeiro passo do método espectral é realizar a sua análise harmônica bidimensional, nas direções x e y , isto é, determinar os coeficientes das seguintes séries de Fourier:

$$F(x,y,p) = f_0(y,p) + \sum_{k=1}^K \left[f_k^C(y,p) \cos \frac{2\pi}{L} k x + f_k^S(y,p) \sin \frac{2\pi}{L} k x \right] \quad (13)$$

onde $f_0(y,p)$ é o valor médio zonal para cada latitude y e $K = IM/2$ se IM par ou $K = (IM-1)/2$ se IM impar.

Os coeficientes, nesta expansão, são por sua vez expandidos como:

$$f_0(y,p) = \bar{f}_0(p) + \sum_{\ell=1}^L \left[f_{0\ell}^C(p) \cos \frac{2\pi}{D} \ell y + f_{0\ell}^S(p) \sin \frac{2\pi}{D} \ell y \right] \quad (14)$$

$$f_k^C(y,p) = \bar{f}_k^C(p) + \sum_{\ell=1}^L \left[f_{k\ell}^{CC}(p) \cos \frac{2\pi}{D} \ell y + f_{k\ell}^{CS}(p) \sin \frac{2\pi}{D} \ell y \right] \quad (15)$$

e

$$f_k^S(y,p) = \bar{f}_k^S(p) + \sum_{\ell=1}^L \left[f_{k\ell}^{SC}(p) \cos \frac{2\pi}{D} \ell y + f_{k\ell}^{SS}(p) \sin \frac{2\pi}{D} \ell y \right] \quad (16)$$

Supondo similarmente expansão em série dupla de Fourier para ω , isto é

$$\omega(x,y,p) = \omega_0(y,p) + \sum_{k=1}^K \left[\omega_k^C \cos \frac{2\pi}{L} k x + \omega_k^S \sin \frac{2\pi}{L} k x \right] \quad (17)$$

e substituindo esta expressão, juntamente com a série (13), na Equação (6) obtêm-se o seguinte conjunto de equações diferenciais ordinárias em p , envolvendo os coeficientes do campo de ω .

O conjunto de equações:

$$\lambda^2 \frac{d^2 \bar{\omega}_0}{dp^2} = \bar{f}_0(p) \quad (18a)$$

$$\lambda^2 \frac{d^2 \omega_{0\ell}^C}{dp^2} - \ell^2 \omega_{0\ell}^C = f_{0\ell}^C(p) \quad (18b)$$

$$\lambda^2 \frac{d^2 \omega_{0\ell}^S}{dp^2} - \ell^2 \omega_{0\ell}^S = f_{0\ell}^S(p) \quad (18c)$$

determina a estrutura vertical da solução onde, $\lambda^2 = f_0^2/\sigma(p)$. Já a estrutura horizontal (meridional e zonal) é obtida resolvendo:

$$\lambda^2 \frac{d^2 \bar{\omega}_k^C}{dp^2} - k^2 \bar{\omega}_k^C = \bar{f}_k^C \quad (19a)$$

$$\lambda^2 \frac{d^2 \omega_{k\ell}^{CC}}{dp^2} - (k^2 + \ell^2) \omega_{k\ell}^{CC} = f_{k\ell}^{CC} \quad (19b)$$

$$\lambda^2 \frac{d^2 \omega_{k\ell}^{CS}}{dp^2} - (k^2 + \ell^2) \omega_{k\ell}^{CS} = f_{k\ell}^{CS} \quad (19c)$$

e equações similares para os coeficientes $\bar{\omega}_k^S$, $\omega_{k\ell}^{SC}$ e $\omega_{k\ell}^{SS}$.

Estas equações são resolvidas adotando-se condições de contorno inferior e superior homogêneas, isto é, cada harmônico assume valor zero para $p = 1000$ e 200mb . O método de resolução delas é uma adaptação especial do método de eliminação de Gauss, e encontra-se descrito em Richtmyer e Morton (1967).

4 - RESULTADOS E SUGESTÕES

A Figura 2 mostra uma seção vertical pressão-coordenada x feita ao longo da linha zonal central da grade. A linha tra

cejada indica a inclinação do cavado com a altura, para o oeste de acordo com a equação hipsométrica. A inclinação é tal que corresponde a uma distância de 7° entre o cavado em 100mb e a baixa de superfície. Os movimentos verticais em $p = 200$ e 1000mb, como condições de contorno na vertical, foram feitos nulos. O campo de movimento vertical, indicado pelas setas cujos comprimentos são proporcionais às suas magnitudes, é devido à advecção diferencial de vortacidade e ao laplaciano da advecção térmica, agindo conjuntamente, ou seja aproximadamente à advecção de vortacidade pelo vento térmico. Os resultados são característicos de um sistema baroclínico em desenvolvimento, cuja circulação secundária (não mostrada) pode ser notada pela mudança de sinal em $\frac{\partial \omega}{\partial p}$, de negativo para positivo na frente do cavado, o que implica, pela equação da continuidade, uma troca de convergência em baixos níveis para divergência em altos níveis. O nível de 600mb, no modelo, corresponde ao nível de não divergência, isto é $\frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$, ou seja ω máximo em valor absoluto. Outro fato consistente com a teoria quase-geostrófica é a região de movimentos verticais ascendentes (descendentes) a leste dos cavados (das cristas). Considerando as advecções térmicas pela circulação primária, este campo de movimento vertical carrega ar quente (frio) para cima (baixo) tendo-se assim uma circulação térmica dita direta com consequente conversão de energia potencial em cinética para o sistema.

As Figuras 3, 4 e 5 mostram em seção horizontal x-y, os campos de altura geopotencial, em linhas tracejadas e em hectâmetro geopotencial e os de movimento vertical, em mb/hr, para os níveis de 800, 600 e 400mb, respectivamente, obtidos usando o método de relaxação seqüencial, com condições de contorno laterais e vertical nulas. As duas configurações básicas previamente mencionadas, ou sejam, movimentos verticais ascendentes na frente dos cavados e um máximo para o nível médio de 600mb podem ser também observados nesta seqüência de figuras. Como o campo de geopotencial da perturbação foi especificado simétrico em y, com cavado mais pronunciado no centro (ponto de coordenadas 8.5 na escala vertical) e cíclico em x, é de se esperar igual simetria também no campo de ω . Os resultados obtidos com o método de relaxação seqüencial, no entanto, mostraram um gradiente meridional $\frac{\partial \omega}{\partial y}$ mais forte na parte norte do domínio da solução. Este fato destaca-se mais para o nível de

600mb, onde as velocidades verticais são maiores. Concomitantemente, o centro de maiores valores, para os 3 níveis, aparece deslocado para o norte (em torno da coordenada 11, na escala vertical). Uma outra constatação igualmente indesejável refere-se à falta de simetria na direção zonal, que deveria estar presente devido ao carácter senoidal da perturbação de geopotencial. Estes efeitos certamente decorrem do uso de condições de contorno laterais, como exigido pelo método de relaxação.

As Figuras 3, 4 e 5 devem ser respectivamente comparadas com as Figuras 6, 7 e 8, que mostram os campos de movimentos verticais obtidos usando o método espectral. Com exceção de condições de contorno em $p = 200$ e 1000mb , este método dispensa a especificação de condições de contornos laterais, ao introduzir naturalmente ciclicidade em ambas dimensões horizontais. As velocidades verticais apresentam-se regiões de máximos mais intensos do que os respectivos casos anteriores e mais centralmente localizados. Assim sendo, os resultados obtidos pelo método espectral revelam-se superiores aos obtidos pelo primeiro método, pois conservam uma simetria que os fazem fisicamente mais aceitáveis.

O objetivo deste trabalho foi simplesmente de propor um método alternativo para a solução da equação omega. Esta equação é de especial importância em modelos diagnósticos de análise meteorológica, e foi por isto escolhido para tal propósito. O presente estudo deve ser considerado como preliminar e mais testes, especialmente com dados reais, devem ser realizados. Outra sugestão para continuidade deste trabalho é testar o método espectral, para o caso de se incluir forçantes térmicas parametrizadas por diferentes esquema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DUTTON, J. A. The ceaseless wind: An introduction to the theory of atmospheric motion. *MacGraw-Hill Book Company*, 1976.
- GATES, W. L.; BATTEN, E. S.; KAHDLER, A. B.; NELSON, A. B. A documentation of the Mintz-Arakawa two-level atmospheric general circulation model. *Advanced Research Projects Agency*. R-877-ARPA, dezembro, 1971.
- HALTINER, G. J.; WILLIAMS, R. T. Numerical Prediction and Dynamic Meteorology. *John Wiley & Sons*, 1980.
- HOLTON, J. R. An introduction to Dynamic Meteorology. *Academic Press, International Geophysics series*, vol. 23, 1979.
- RICHTMYER, R. O.; MORTON, K. W. Difference methods for initial-value problems. *John Wiley & Sons*, 1967.
- SHUKLA, J. On the numerical solution of diabatic quasi-geostrophic omega equation. *Indian J. Met. Geophys.* 1971, vol. 22 pp 16-35.
- TRENBERTH, K. E. On the interpretation of the diagnostic quasi-geostrophic omega equation. *Monthly Weather Review*, 1978, vol. 106 pp 131-137.

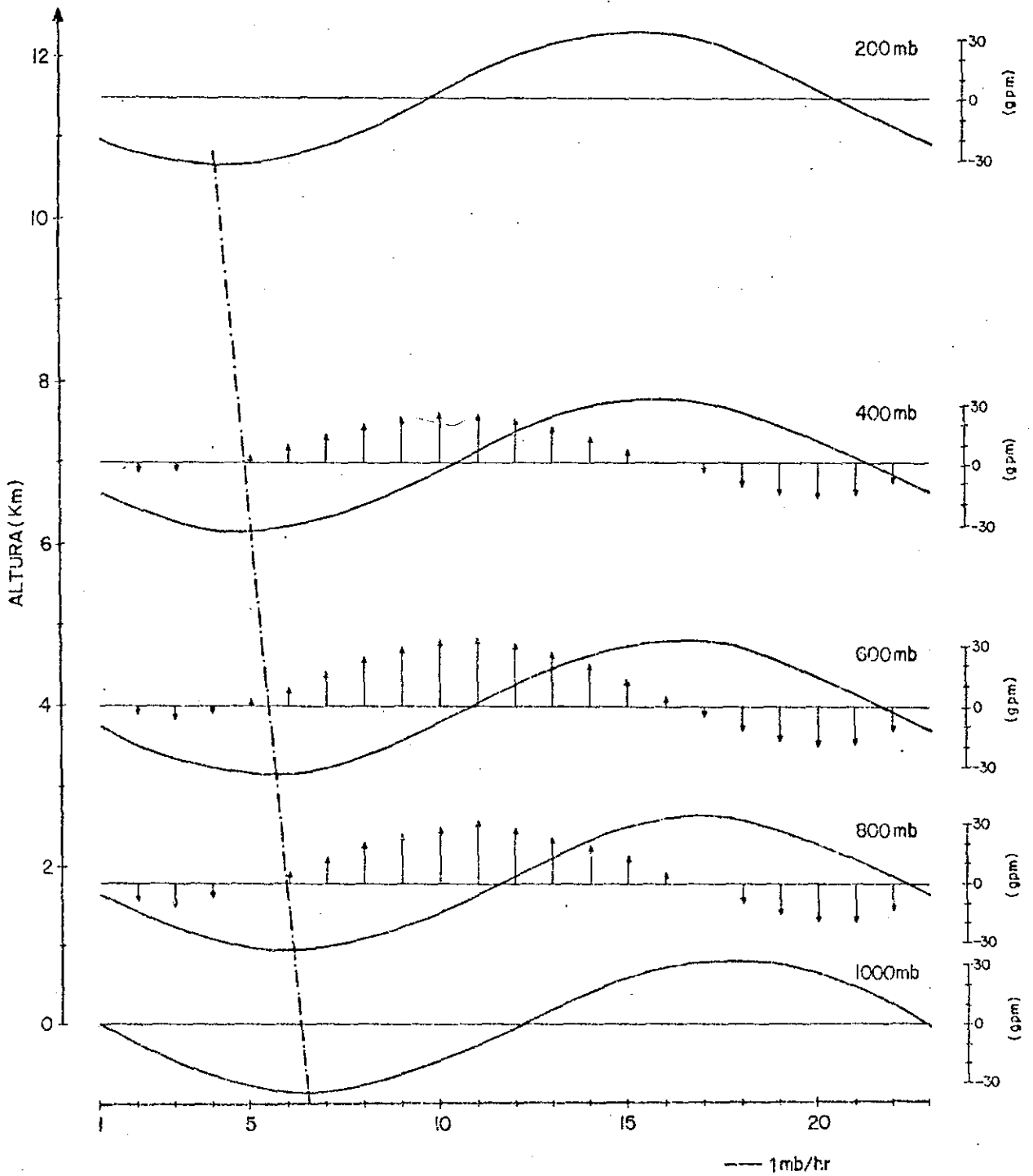


Fig. 2 - Seção transversal vertical do geopotencial em metro geopotencial (linhas contínuas) e da velocidade vertical em mb/h (setas).

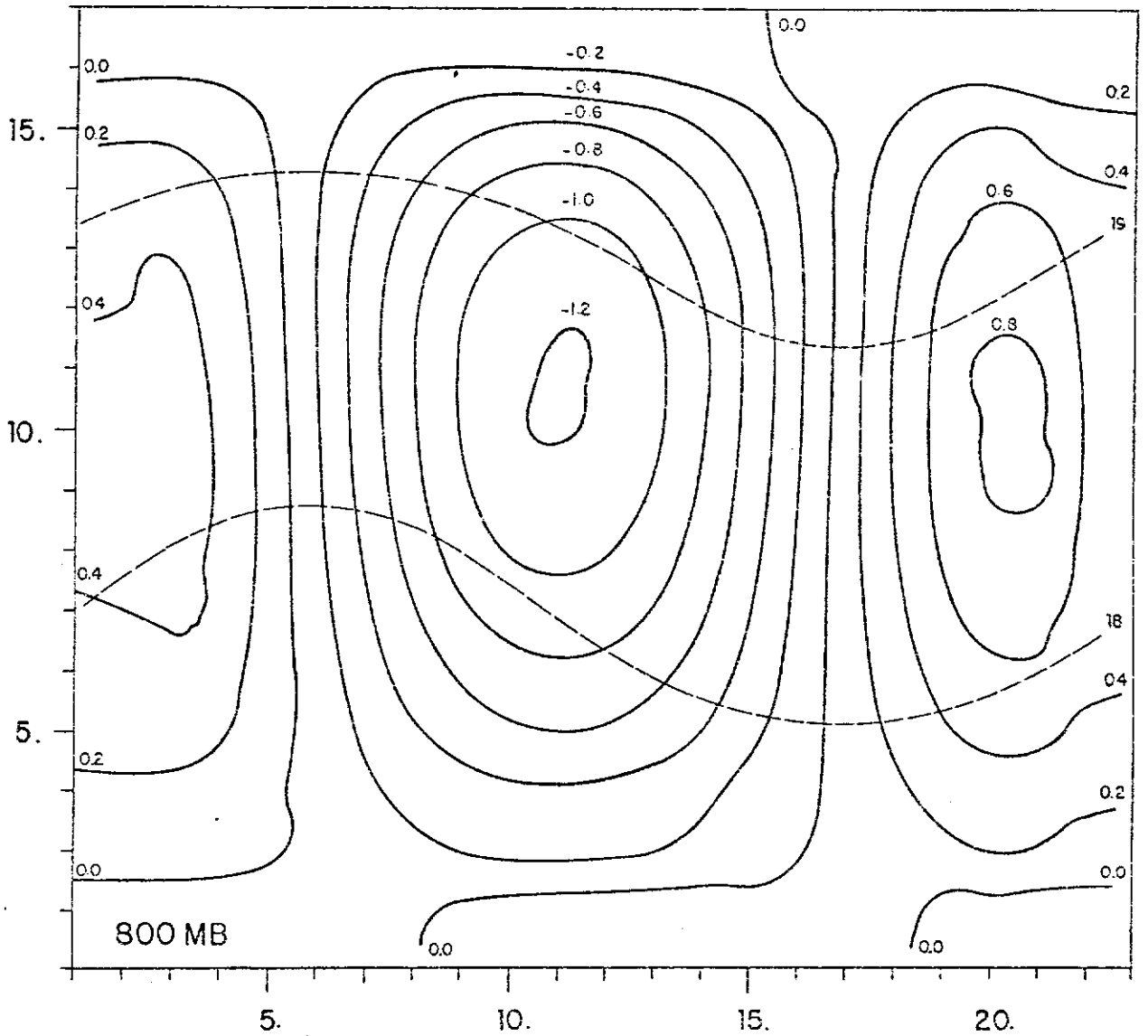


Fig. 3 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas tracejadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas) obtidos pelo método de relaxação seqüencial, para o nível de 800mb.

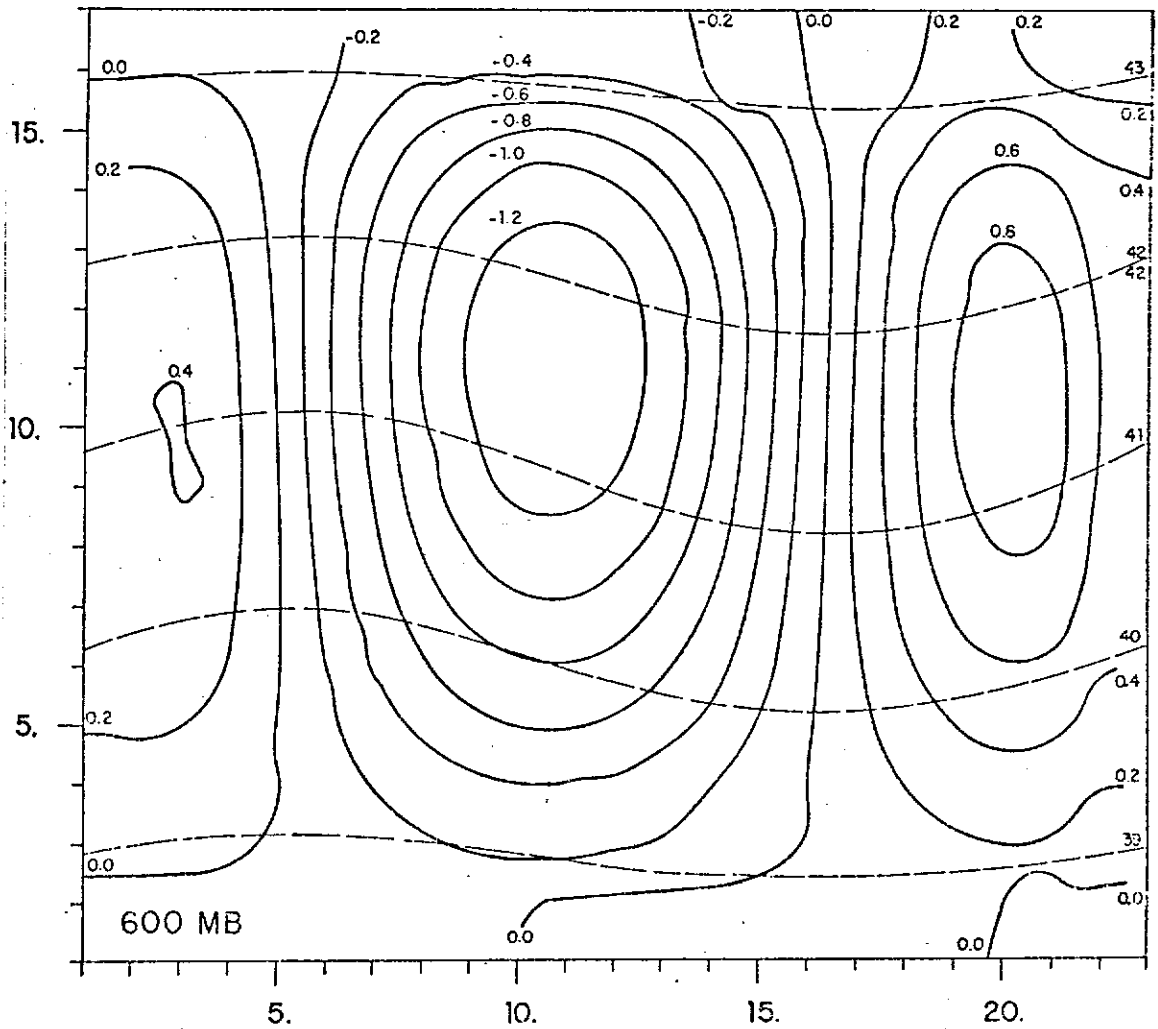


Fig. 4 - Geopotencial em hectâmetro geopotencial (linhas traçadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas), obtidos pelo método de relaxação sequencial, para o nível de 600mb.

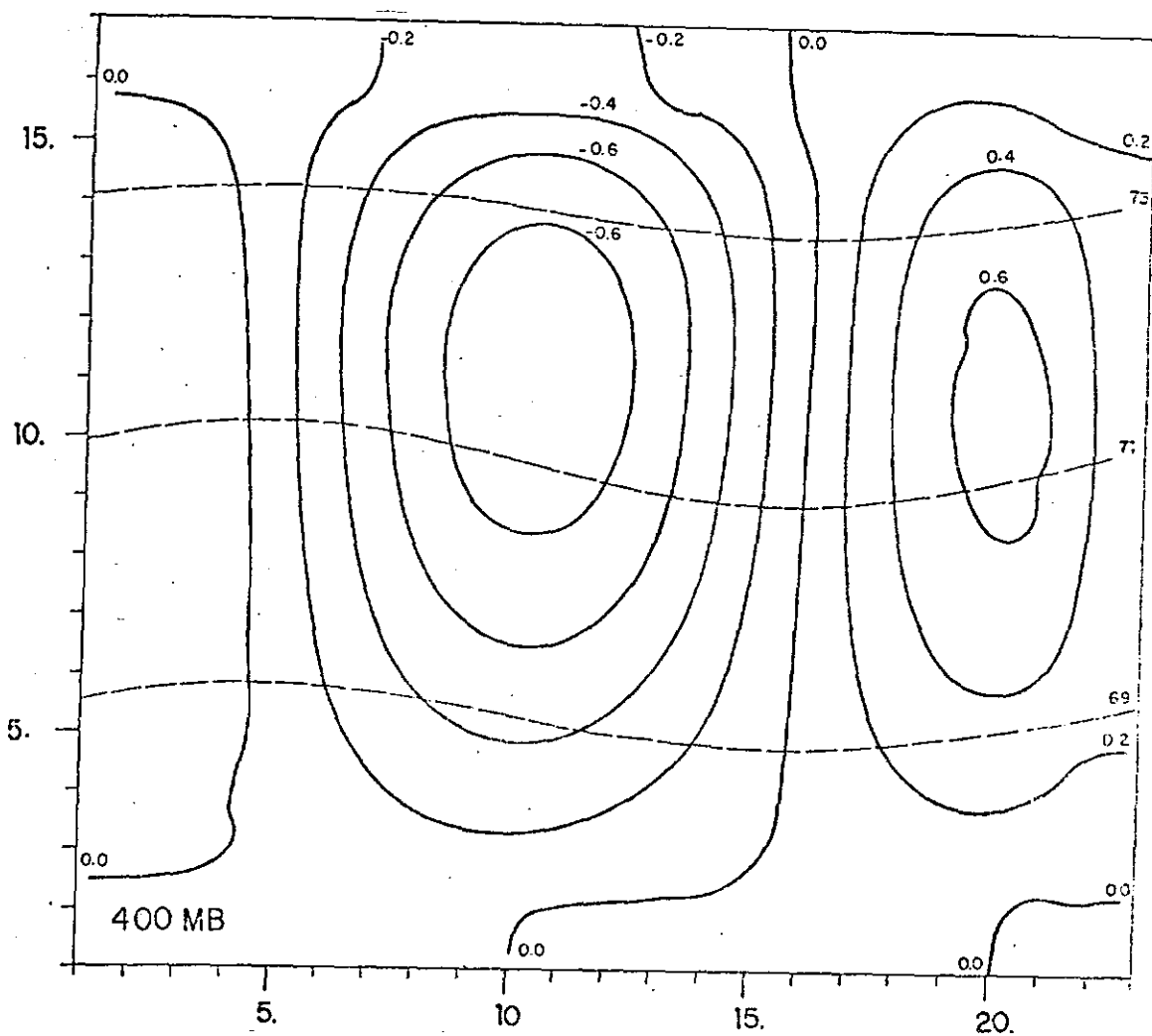


Fig. 5 - Geopotencial em hectâmetro-geopotencial (linhas tracejadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas), obtidos pelo método de relaxação seqüencial, para o nível de 400mb.

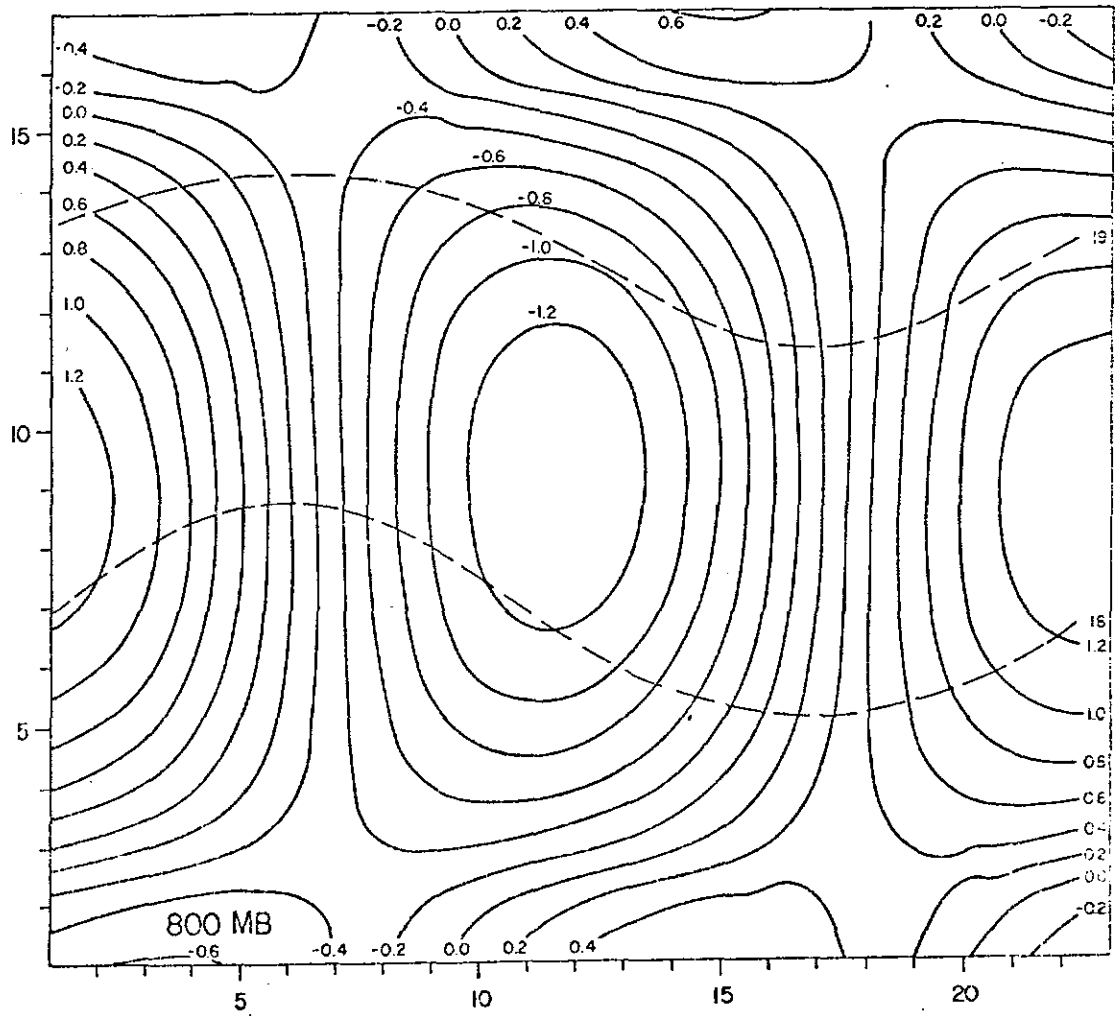


Fig. 6 - Geopotencial em hectâmetro-geopotencial (linhas tracejadas) e velocidades verticais em mb/h (linhas contínuas) obtidos pelo método espectral, para o nível de 800mb.

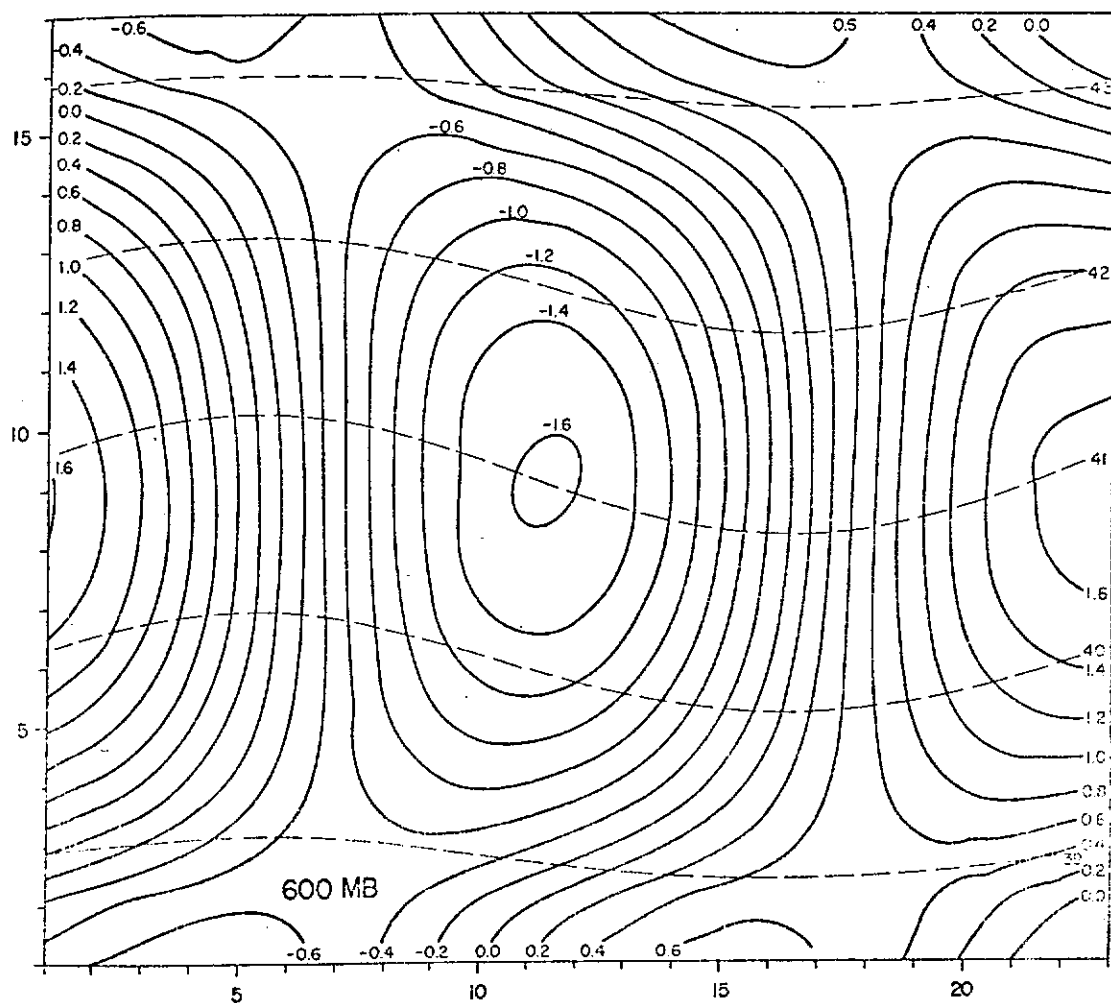


Fig. 7 - Geopotencial em hectâmetro-geopotencial (linhas tracejadas) e velocidades verticais em mb/h (linhas contínuas, obtidos pelo método espectral, para o nível de 600 mb.

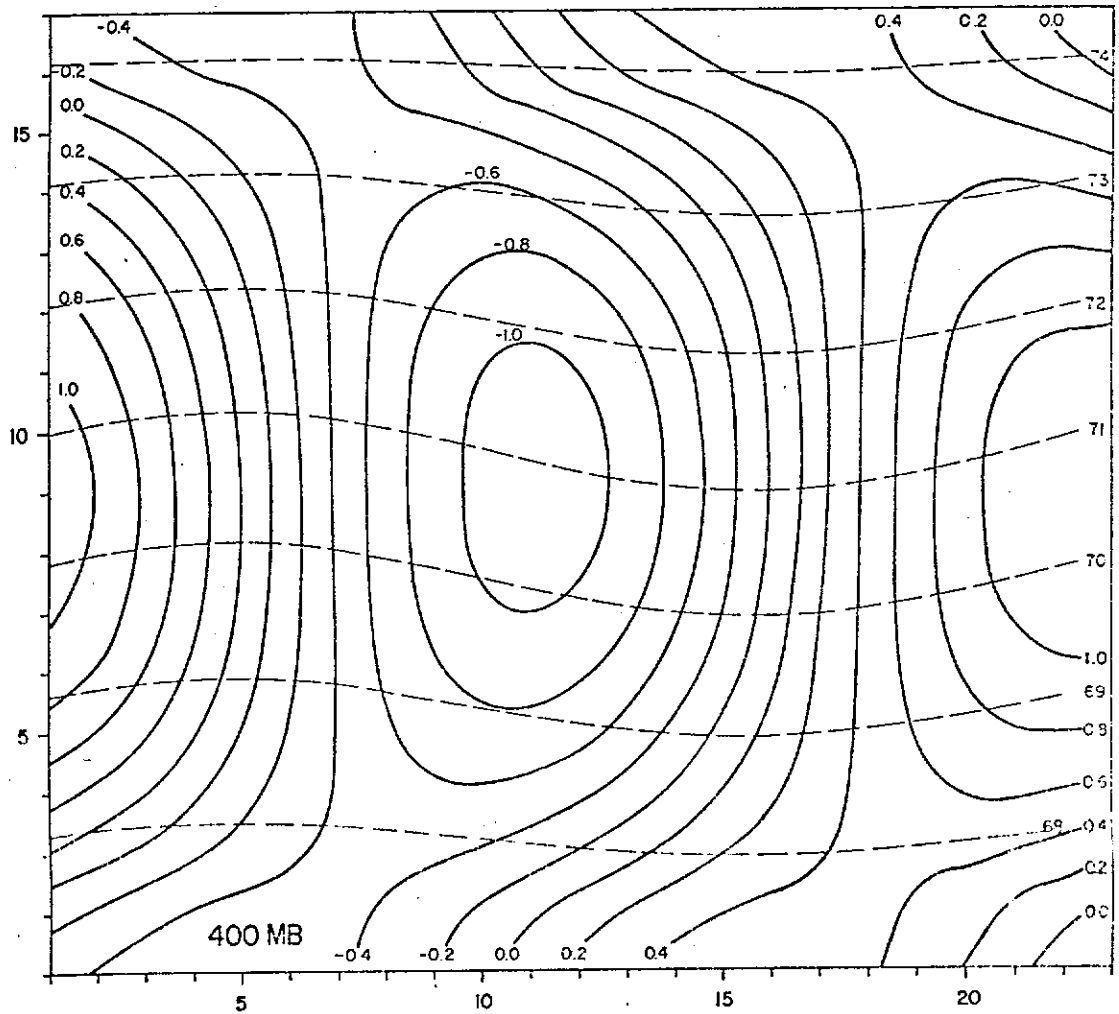


Fig. 8 - Geopotencial em hectâmetro-geopotencial (linhas tracejadas) e velocidade vertical em mb/h (linhas contínuas, obtidas pelo método espectral, para o nível de 400mb.